



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

TRABAJO DE FIN DE GRADO

Geología y mineralogía del yacimiento de Serrana Segunda (Gallinero de Cameros, La Rioja)

Autor: Álvaro Aznar Gracia

Directora: Dra. Isabel Fanlo González

Curso: 2019/2020

ÍNDICE

Abstract.....	1
1. Introducción	2
1.1 Planteamiento y objetivos	2
1.2 Situación geográfica.....	2
1.3 Antecedentes.....	3
2. Metodología	3
2.1 Búsqueda bibliográfica.....	3
2.2 Trabajo de campo.....	3
2.3 Trabajo de laboratorio.....	4
2.3.1 Preparación de las muestras	4
2.3.3 Microscopía de polarización de luz reflejada y transmitida.....	5
2.3.4 Microscopía electrónica de barrido de emisión de campo (FESEM)	5
3. Contexto geológico.....	6
3.1 Introducción geológica.....	6
3.2 Evolución geológica de la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico.....	6
3.3 Estratigrafía en la Cuenca de Cameros (Grupo Tera)	8
3.4 Tectónica en la Cuenca de Cameros	9
3.6 Metamorfismo en la Cuenca de Cameros.....	10
4. Resultados	10
4.1 Descripción del yacimiento de Serrana Segunda.....	10
4.2 Descripción de la roca encajante.....	11
4.3 Descripción de la mineralización.....	14
5. Discusión de los resultados	19
5.1 Secuencia paragenética	19
5.2 Sistema mineral	20
5.3 Modelo de yacimiento.....	21
6. Conclusions	22
7. Bibliografía	23

Abstract

The main goal in this work is the study of Serrana Segunda ore deposit. In order to achieve this purpose, a petrographic study (with optical and electronic microscope) of rock samples collected in the mine, chemical analysis using dispersive X-ray energy and a bibliographic search of the geological context have been done

Serrana Segunda is located in the Cameros Massif, an ancient Mesozoic basin created during an extensive period of rupture. The host rocks, Titonian in age, were deposited during an active early rifting stage and are mainly formed by fluvial and lacustrine sediments. This rifting stage generated a stress forces with normal faults systems and high subsidence rates with a thicker sedimentary infill (more than 6,500 meters).

Later, with the Alpine orogeny, faults were reactivated as thrusts and folded structures. The very low- to low grade metamorphism that suffered the region was caused by thermal subsidence and the creation of two different hydrothermal systems, which resulted in the circulation of high-temperature fluids from lower levels through fault planes, fractures and permeable rocks.

The host rocks are a mix of subarkose and feldspathic wacke with significant amounts of organic matter and high porosity that allows the circulation of fluids. Ore minerals occur as cements and replacements. Sedimentary-diagenetic fine-grained bornite, anilite and chalcocite were overprinted by a late hydrothermal mineralization made up of chalcopyrite and tennantite as the predominant mineralogy, along with minor arsenopyrite, galena and cobaltite-gerdorsffite. As products of a supergenic alteration azurite, malachite, thyrolite, chenevixite and stromeyerite were precipitated. Copper sulfides have crystallized replacing plant fragments or in areas with a high accumulation of organic matter.

The mineralization occurs as stratabound to stratiform disseminations and is related with significant accumulations of organic matter along bedding, which served as an in situ reductant that would cause the precipitation of copper from an oxidized sedimentary brine.

The key attributes of Serrana Segunda ore deposit allow us classified it as a Redbed-hosted copper model.

1. Introducción

1.1 Planteamiento y objetivos

Esta memoria, con título “*Geología y mineralogía del yacimiento de Serrana Segunda (Gallinero de Cameros, La Rioja)*”, ha sido elaborada siguiendo las directrices impuestas por la asignatura “Trabajo de fin de Grado” correspondiente al curso 2019/2020. Para su elaboración, se ha caracterizado geológica y mineralógicamente una antigua explotación minera, conocida como Serrana Segunda, de la que se benefició Cu, y localizada en la comarca de Camero Nuevo, La Rioja.

El objetivo principal de este trabajo es el de caracterizar la asociación mineralógica y textural de las muestras recogidas en las galerías, establecer la paragénesis mineral del yacimiento para así poder modelizar el tipo de yacimiento encuadrándolo dentro del marco geológico de la Sierra de Cameros.

Además de la mineralogía y el estudio geológico, otro de los objetivos es utilizar correctamente las técnicas básicas en la exploración y el estudio de recursos minerales. Para poder desarrollar estas técnicas básicas se ha desarrollado un mayor conocimiento en el trabajo de campo, enfocado en el muestreo y realización de cartografías de interior, microscopía óptica de luz reflejada y transmitida, y microscopía electrónica.

Sumado a todo ello, el trabajo de recopilación de información mediante recursos bibliográficos forma parte, también, de uno de los objetivos a realizar durante la elaboración del trabajo.

1.2 Situación geográfica

La mina Serrana Segunda se encuentra en el valle del río Iregua, en la provincia de La Rioja, aunque en este trabajo se denominará a la zona como Cameros por pertenecer al conjunto de sierras que llevan el mismo nombre. Concretamente, se sitúa entre los municipios de Pradillo y Gallinero de Cameros. Desde Pradillo y en dirección E hacia Gallinero de Cameros, la mina está a 1km aproximadamente (Fig. 1). Las coordenadas UTM (ETRS89) de la boca de mina son: X530512, Y4669027.

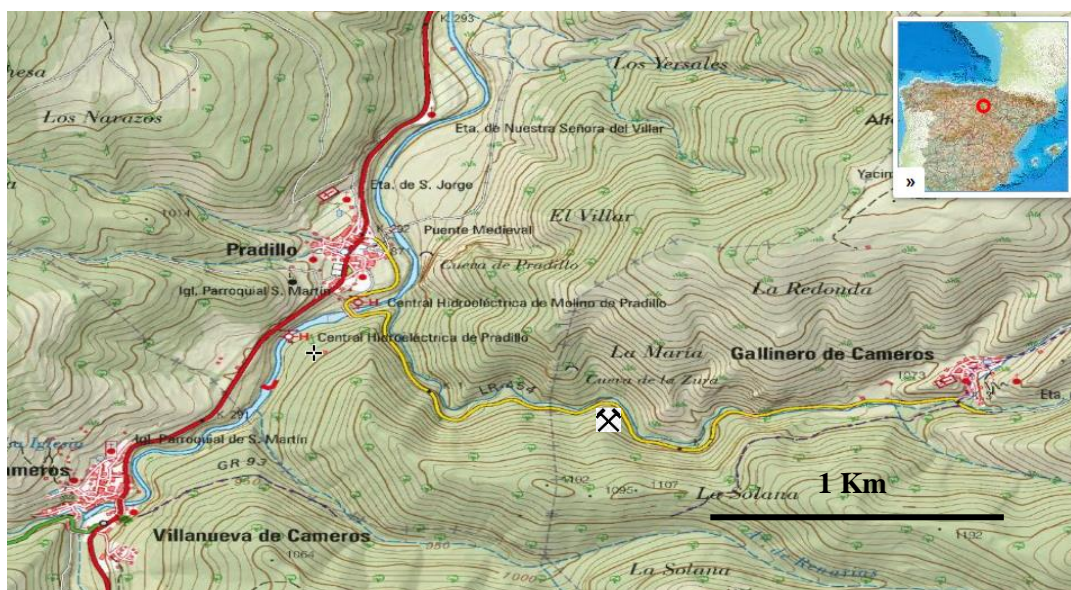


Figura 1. Cartografía del Instituto Geográfico Nacional de la zona de estudio. El símbolo de mina indica el punto en el que se encuentra la entrada a la mina Serrana Segunda. Imagen recuperada de: <https://www.ign.es/iberpix2/visor/>

1.3 Antecedentes

Las primeras evidencias mineras de la zona se atribuyen al Neolítico, con el hallazgo de algunas puntas de sílex. También se han encontrado herramientas de la Edad del Cobre y minas de cobre y galena argentífera durante la época romana en la Península Ibérica (Noval, 2018).

Sin embargo, no es hasta el siglo XVI cuando aparecen los primeros datos registrados. Las primeras minas de las que se tiene información son para extracciones de plata y azul mayoritariamente, aunque también se dieron permisos para azogue (cinabrio), galena, estaño, hierro y carbón. Estas minas consistían en pequeñas galerías y escaso personal, normalmente los vecinos de las poblaciones cercanas (Noval, 2018).

A partir de la revolución industrial en el siglo XIX, la región experimenta un aumento de sus actividades extractivas, dominando las minas de hierro, cobre y plomo. A partir del siglo XX la minería empezó a decaer y las últimas prospecciones realizadas para hierro, oro y EGP tuvieron resultados negativos. La primera vez que se habla de Serrana Segunda es entre 1909-1920, cuando un alemán llamado William Egan obtuvo las concesiones para nueve Serranas (Serrana, Serrana 2ª, Serrana 3ª.... Serrana 9ª) (Noval, 2018).

2. Metodología

2.1 Búsqueda bibliográfica

Con el objetivo de poder modelizar el tipo de yacimiento y poder situarlo en un contexto geológico, ha sido necesaria una recopilación bibliográfica que permitiera conocer la situación y la historia geológica de la zona y de los materiales en los que encaja el yacimiento de Serrana Segunda.

Se ha prestado especial interés a aquellos trabajos científicos que abordaran la historia geológica de la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico y la formación y evolución de la Cuenca de Cameros. La síntesis de los documentos consultados ha permitido elaborar la evolución geológica de la Cuenca de Cameros, la estratigrafía de sus unidades, la tectónica y las estructuras presentes, la petrología de los materiales y, finalmente, un estudio del metamorfismo que sufrieron estos materiales.

2.2 Trabajo de campo

Para poder llevar a cabo los objetivos descritos en el apartado 1 ha sido necesario emplear un día en visitar el yacimiento. Durante esta fase del trabajo se tomaron las mediciones de dirección y buzamiento necesarias de los estratos a través de los cuales avanza la mina Serrana Segunda, y se realizó una cartografía del interior de las galerías a las que se pudo acceder. También se llevó a cabo toda la recogida de muestras de roca necesarias para poder realizar los estudios pertinentes en el laboratorio.

La mayor parte de muestras se tomaron en una zona amplia situada en el interior de las galerías, donde había buena visibilidad de la mineralización. En este punto se utilizaron martillos, maza y cincel para extraer muestras de mineralización y de la roca encajante, tanto a muro como a techo del estrato mineralizado (Fig. 2). También se cogieron muestras en zonas de escombreras provenientes de frentes abandonados.

2.3 Trabajo de laboratorio

2.3.1 Preparación de las muestras

Todas las muestras recogidas en campo se trasladaron al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza. Una vez allí, se cortaron con sierras mecánicas.

De entre todas las muestras cortadas se seleccionaron las 9 más representativas. Las muestras cortadas se analizaron y clasificaron en visu (Fig. 3). Además, se hizo un proceso de siglado de las 9 muestras. El tipo de siglado llevado a cabo sigue un criterio de polaridad del conjunto de los tres estratos en los que se cogieron muestras. Así pues, se ha asignado la letra “a” para las muestras recogidas en el estrato superior (techo de la mineralización), la letra “b” para el estrato intermedio (zona mineralizada), y la letra “c” para el estrato inferior (muro de la mineralización) (Fig. 2). SS son las siglas para identificar la mina Serrana Segunda y el número al que acompaña la letra minúscula hace referencia a la zona de las galerías en la que se recogió.

Con las 9 muestras seleccionadas se realizaron láminas delgado-pulidas. Dichas láminas se elaboraron en el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros pertenecientes a los SAI de la Universidad de Zaragoza, donde se realizó un primer pulido con alúmina. Las láminas delgadas obtenidas pasaron por un proceso de pulido metalográfico en el Área de Cristalografía. Todas y cada una de las láminas han sido pulidas con lijas de agua de tamaño 1500 y 2000; y con polvo de diamante de tamaño de 3 y 1 μm .

Para las lijas de 1500 y 2000 y el polvo de diamante de 1 μm se utilizó la pulidora Struers Dap-6; y para el polvo de diamante de 3 μm la pulidora Metaserv Universal Polisher. El tipo de diamante utilizado ha sido Diamantspray Poly 1 μm y Diamantspray Poly 3 μm . Las lijas utilizadas han sido Weterdry 401Q 1500 y Weterdry 401Q 2000.

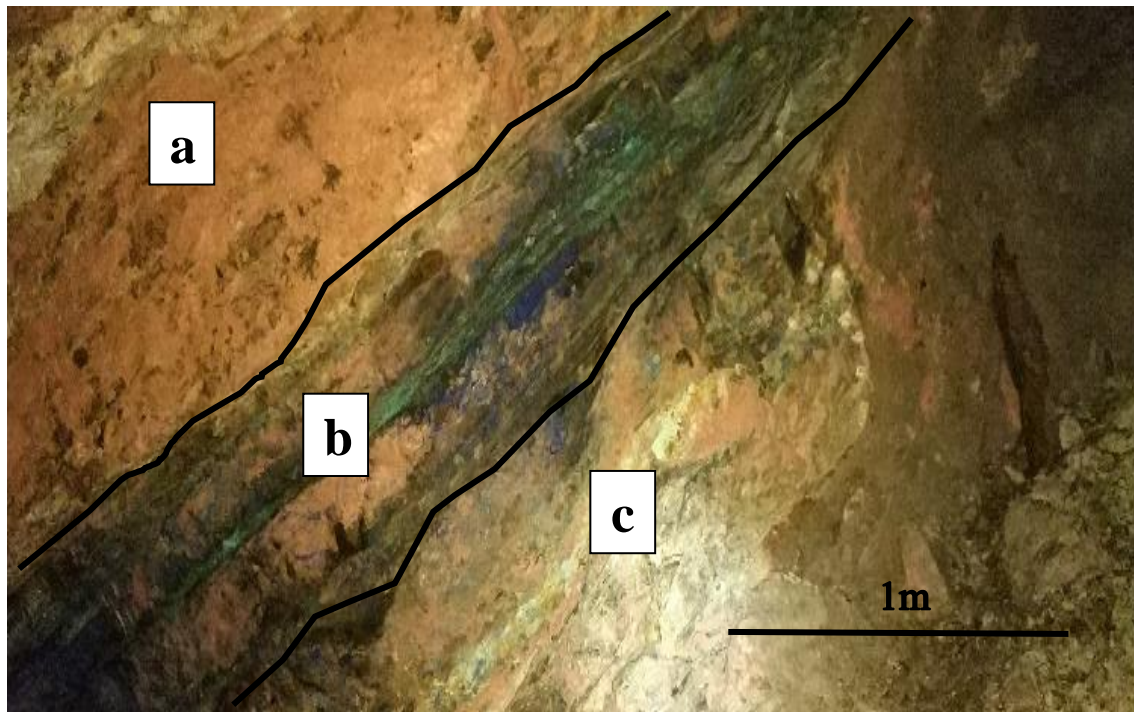


Figura 2. Sección representativa de la mineralización en la que se han marcado con cuadros blancos las zonas estudiadas con sus correspondientes siglas; a: muestras recogidas a techo de la mineralización, b: muestras tomadas en el estrato mineralizado, c: muestras obtenidas a muro de la zona mineralizada.

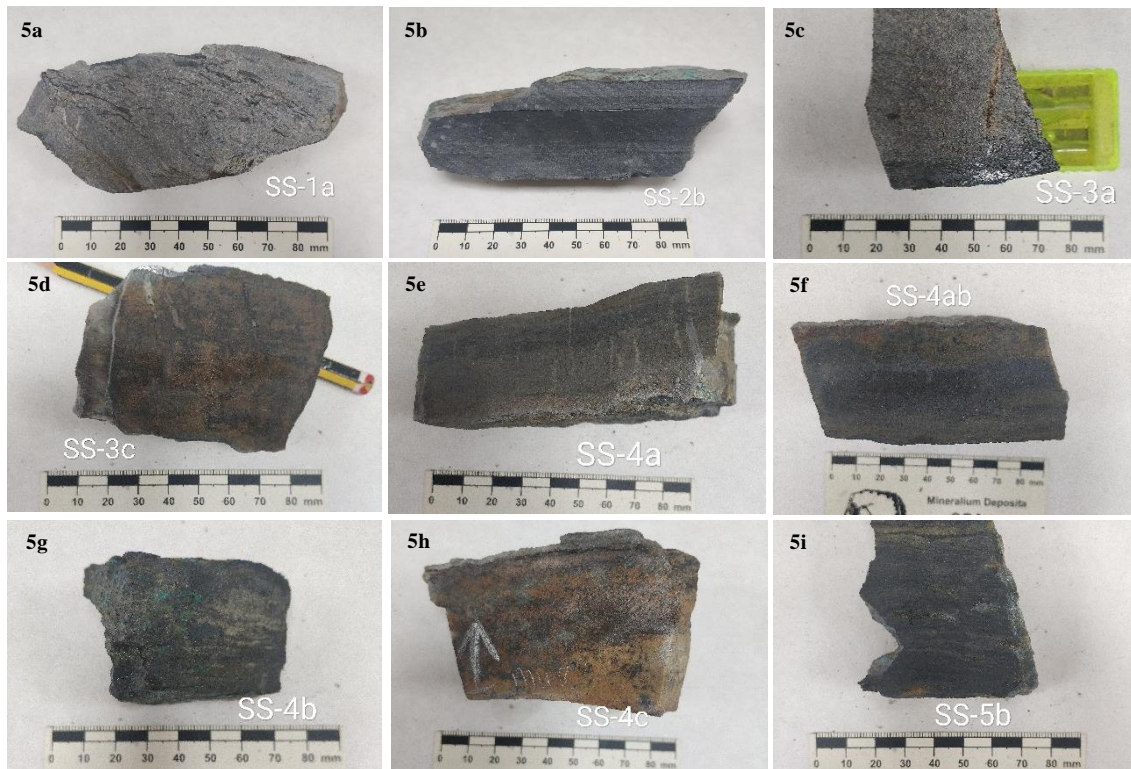


Figura 3. Conjunto de imágenes de visu de todas las muestras seleccionadas para su estudio petrográfico. a) Muestra SS-1a; b) Muestra SS-2b; c) Muestra SS-3a; d) Muestra SS-3c; e) Muestra SS-4a; f) Muestra SS-4ab; g) Muestra SS-4b; h) Muestra SS-4C; i) Muestra SS-5b

2.3.3 Microscopía de polarización de luz reflejada y transmitida

El microscopio utilizado para los estudios petrográficos fue un microscopio doble marca Kern-POL-185 con el que se pudieron estudiar tanto los minerales translucidos (cuarzo, carbonatos, plagioclasas, etc.) como los minerales opacos (sulfuros, óxidos) y las relaciones espacio-temporales que había entre ellos. Las micro-fotografías se realizaron con un microscopio doble Olympus BX41 que lleva acoplada una cámara digital Olympus CW5060.

2.3.4 Microscopía electrónica de barrido de emisión de campo (FESEM)

Una vez realizado el estudio de las muestras mediante microscopía óptica se seleccionaron las 5 muestras más representativas del yacimiento de Serrana Segunda (SS-2b, SS-3a, SS-3c, SS-4a, SS-4b) para su estudio por FESEM y para poder caracterizar químicamente aquellas muestras que, por presentar algunos de sus minerales soluciones sólidas con otras fases, o mostrar propiedades ópticas similares al microscopio, era difícil su reconocimiento. Mediante esta técnica se puede obtener información composicional de las distintas fases en función de sus diferencias químicas, además de permitir obtener imágenes de mayor resolución en zonas complejas. Es muy útil para identificar la composición química de zonas puntuales.

El FESEM está ubicado en el Servicio de Microscopía Electrónica de Materiales perteneciente al Servicio General de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza. Se ha utilizado un microscopio Carl Zeiss MERLIN con una resolución espacial de 0,8nm. Para los análisis y toma de microfotografías se usó un voltaje de 20kV y una corriente de sonda de 400pA.

3. Contexto geológico

3.1 Introducción geológica

La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca levantada durante el Paleógeno-Mioceno como resultado de la inversión tectónica de varias cuencas mesozoicas como la Cuenca del Maestrazgo, la Cuenca de Cameros o la Cuenca Sud-Ibérica (Casas *et al.*, 2009). A diferencia de la Cuenca del Maestrazgo, situada en el sector oriental de la Cordillera Ibérica y con influencia marina, la Cuenca de Cameros tuvo un carácter fundamentalmente continental. Esta cuenca se formó en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior en un proceso de rift durante un régimen extensional (González-Acebrón, 2010). El yacimiento Serrana Segunda se encuentra en el Macizo de Cameros, la zona más noroccidental de la Cordillera Ibérica (Fig. 4) que abarca las provincias de Burgos, Soria y La Rioja.

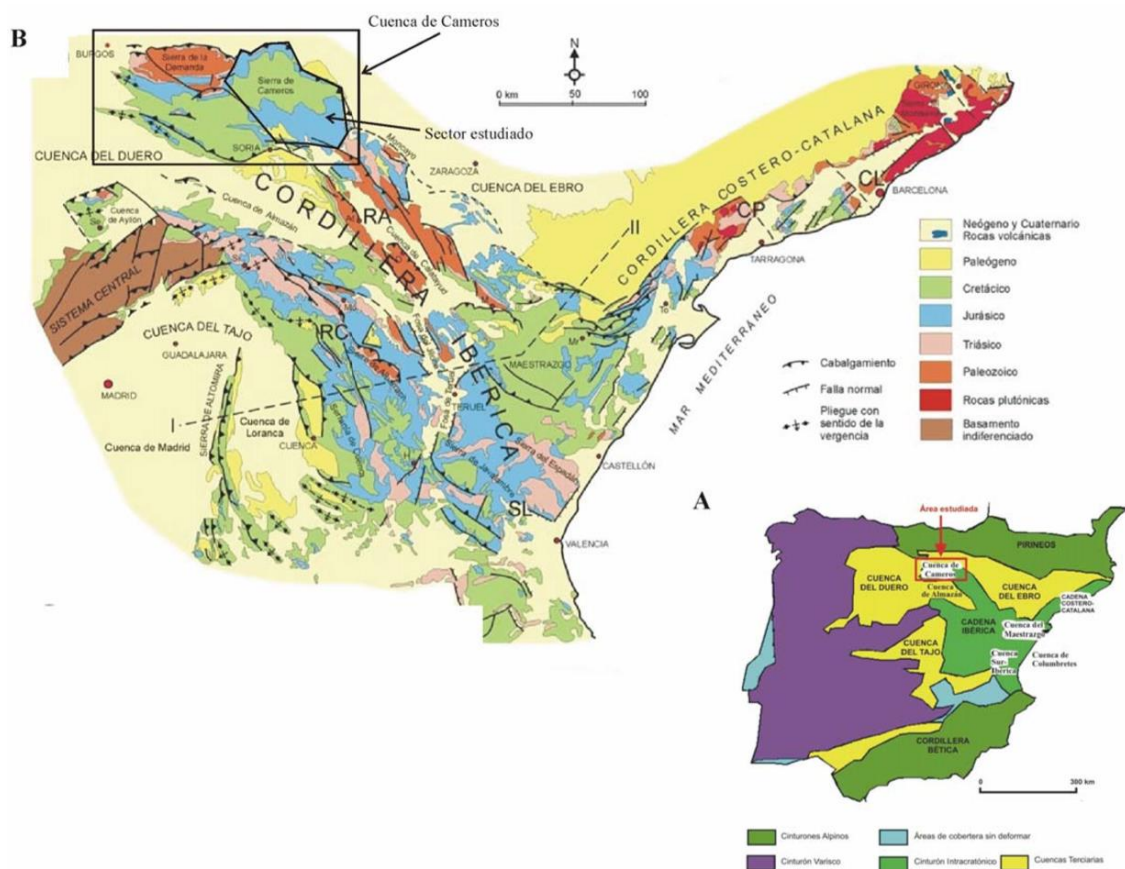


Figura 4. A. Mapa geológico general de la península Ibérica con la localización de la Cuenca de Cameros. B. Mapa geológico con una perspectiva general de la Cordillera Ibérica. Tomada de Sopeña y De Vicente (2004).

3.2 Evolución geológica de la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico

La Cuenca Ibérica durante el Mesozoico sufrió una serie de mecanismos que confluyeron y dieron paso a la generación de la cadena montañosa que conocemos hoy en día como Cordillera Ibérica.

El primero de estos mecanismos fue el colapso gravitacional y desarrollo de fallas de desgarre, con dirección NW-SE y NE-SW, de los materiales formados durante la Orogénia

Varisca. Este conjunto de formaciones de edad Paleozoica conforman el basamento de todas las estructuras y formación de sedimentos posteriores (Liesa *et al.*, 2018).

Posteriormente, tiene lugar la fragmentación de Pangea y su consecuente etapa extensional generando un proceso de rifting (RIFT-1) (Fig. 5) durante el Pérmico medio-superior (Arche y López Gómez, 1996). Durante este contexto geodinámico extensional, toda la Placa Ibérica estuvo controlada por la apertura del Atlántico, la expansión del Tetis hacia el W y la apertura del Golfo de Vizcaya (Liesa *et al.*, 2018). Este conjunto de características geodinámicas en las que se encontró la Cuenca Ibérica durante el Mesozoico, generó una deformación extensional heterogénea y sus consecuencias se evidenciaron posteriormente en el Cretácico Inferior durante el Rift-2 (Liesa *et al.*, 2018).

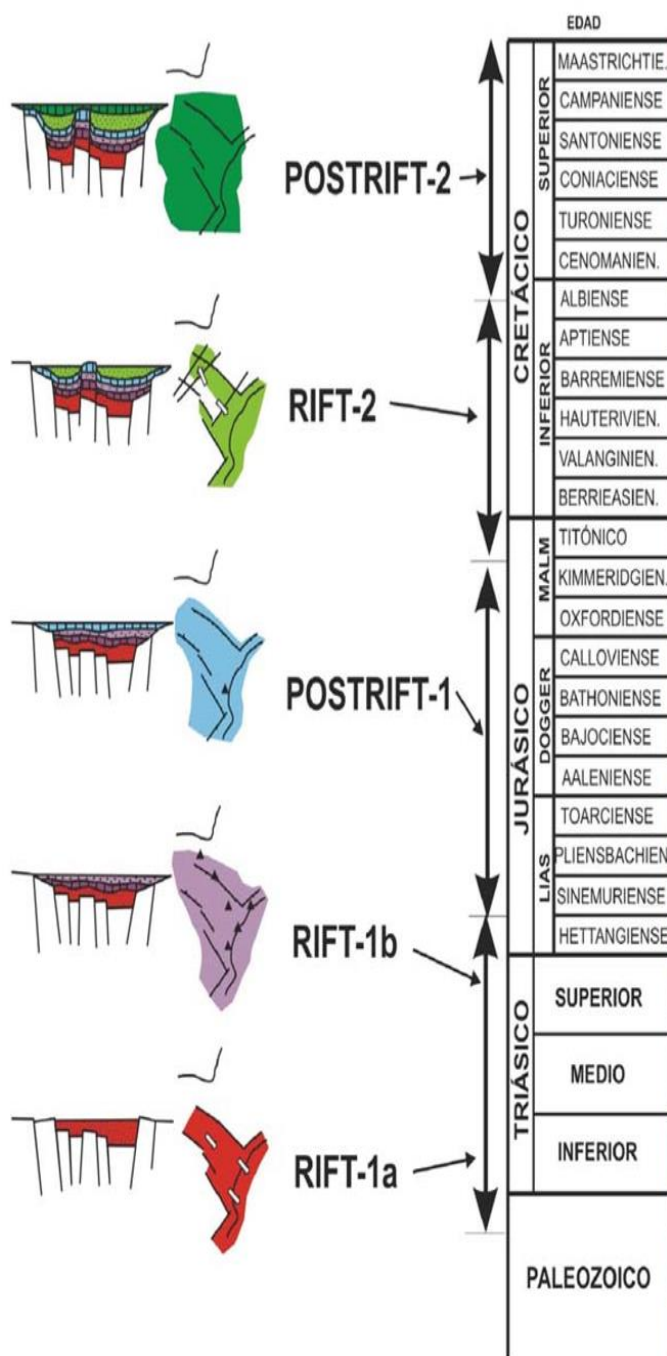


Figura 5. Evolución geológica de la Cordillera Ibérica con sus estadios de rift y de post-rift. Tomada de Mas *et al.*, 2003.

Un momento de relativa calma tectónica ocurrió durante la mayor parte del Jurásico (Sinemuriense-Kimmeridigiense) (POSTRIFT-1) (Fig. 5), la cuál generó una extensa y homogénea plataforma marina somera que abarcó gran parte de la Cuenca Ibérica (Liesa *et al.*, 2018). Durante este tiempo se rellenó el espacio creado por la subsidencia que produjo el RIFT-1.

El Cretácico Inferior se inició con un segundo periodo de rifting (RIFT-2) y produjo la fragmentación de la plataforma Jurásica. Esta fragmentación, como consecuencia de las distintas geometrías y familias de fallas originadas durante el RIFT-1, generó varias subcuencas con dominios de sedimentación característicos. Así pues, se diferencian tres importantes subcuencas: Cuenca de Cameros (NW), Cuenca del Maestrazgo (E) y Cuenca Sud-ibérica (S) (Soria *et al.*, 2000).

En el tránsito del Mesozoico al Cenozoico el régimen tectónico cambió de extensional a compresivo y motivó la inversión positiva de las cuencas mesozoicas. Este cambio geodinámico es consecuencia del acercamiento de las placas Europea, Ibérica y Africana (Liesa *et al.*, 2018). La colisión de las placas generó tres campos de esfuerzos compresivos principales reactivando en muchos casos antiguas fallas normales en forma de cabalgamientos.

3.3 Estratigrafía en la Cuenca de Cameros (Grupo Tera)

El Macizo de Cameros, en el cual aflora la Cuenca de Cameros, está constituido por dos partes bien diferenciadas. La parte más noroccidental del macizo son rocas paleozoicas (Sierra de la Demanda), limitada al W por la cuenca cretácica. El resto del macizo se corresponde con la Cuenca invertida de Cameros, constituida por materiales mesozoicos (Titoniense-Albiense) despegados a favor de los niveles de lutitas y yesos del Triásico Superior (Liesa *et al.*, 2018). Los materiales que se depositaron durante la 2ª etapa de rift mesozoica en la Cordillera Ibérica han sido subdivididos en los grupos litoestratigráficos Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván, reconociéndose hasta 8 secuencias de depósito limitadas entre ellas por contactos discordantes y compuestas fundamentalmente por sedimentos continentales (Mas *et al.*, 1993) (Fig. 6). Las 3 primeras secuencias pertenecen a un momento de gran actividad extensional que abarcó el Titoniense-Berriasiense; las cinco restantes son de otro periodo extensivo durante Valanginiense-Albiense (Arribas *et al.* 2007).

Los materiales en los que encaja la mineralización objeto de estudio son de edad Titoniense, formados durante la primera etapa extensional del 2º rift mesozoico (MS-1) (Fig. 6). Los depósitos formados durante esta etapa pertenecen al Grupo Tera (Mas *et al.*, 1993; Arribas *et al.*, 2007; González-Acebrón, 2010) que comprende las secuencias DS-1 y DS-2 (Fig. 6). Ambas secuencias están constituidas mayoritariamente por sedimentos fluviales y lacustres. En el sector oriental de la cuenca, el Grupo Tera se encuentra dividido en tres formaciones: Fm. Ágreda, Fm. Magaña y Fm. Sierra de Matute. Estas formaciones se depositaron respectivamente en sistemas de abanicos aluviales, sistemas fluviales fundamentalmente meandriformes y ambientes lacustres y palustres (González-Acebrón, 2009). El Grupo Tera en la Cuenca de Cameros tiene características especiales que lo diferencian dentro del registro geológico formado durante el Titoniense-Berriasiense de las cuencas coetáneas, la Cuenca del Maestrazgo y Sur-Iberica. Una de las características diferenciadoras del Grupo Tera es que tiene un carácter en su mayoría continental. Además, tienen una potencia destacable, debido a la subsidencia durante el rift, y estos materiales se encuentran afectados por procesos de metamorfismo hidrotermal de grado muy bajo (González-Acebrón, 2010). La Cuenca del Maestrazgo, por ejemplo, tiene un claro dominio de carbonatos de origen marino somero, exceptuando algún episodio deltaico (Salas, 1989).

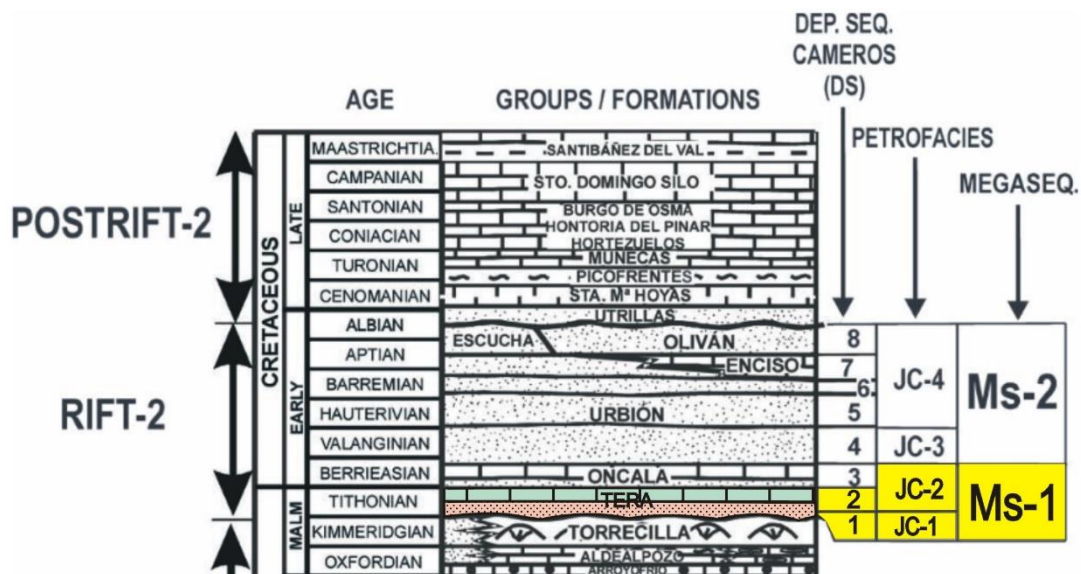


Figura 6. Secuencia estratigráfica de la zona noroccidental de la Cordillera Ibérica. También se señalan las secuencias de depósito (DS) y megasecuencias (Ms) en la Cuenca de Cameros (Rift-2). Las litologías coloreadas son las pertenecientes al Grupo Tera y en color amarillo las secuencias, petrofacies y megasecuencias que implican a estos materiales. (Modificado de Arribas *et al.*, 2007)

3.4 Tectónica en la Cuenca de Cameros

La geometría y evolución de las cuencas sedimentarias está directamente relacionada con la geometría de las fallas que controlan la sedimentación, y sus variaciones en profundidad (fallas lístricas, p.e.) junto con los mecanismos estratigráficos durante las etapas de rift y post-rift (Casas *et al.*, 2009). El Macizo de Cameros, fruto de la inversión tectónica sufrida en la Cuenca Mesozoica de Cameros, presenta elevaciones de hasta 2200 metros de altura. La principal estructura compresional que produjo la inversión de la Cuenca de Cameros es un cabalgamiento que aflora en superficie con una vergencia hacia el N, una componente de desplazamiento horizontal de 30 Km y un desplazamiento de 4000 m en vertical (Cabalgamiento de Cameros) (Fig. 7). Este cabalgamiento tiene una geometría de rampa en el bloque superior y rellano en el bloque inferior (Casas, 1993) y supone el límite por el N con la Cuenca del Ebro. Las formaciones mesozoicas formadas en la Cuenca de Cameros tienen su nivel de despegue en la fm. Keuper, arcillas y evaporitas del Triásico Superior (Casas *et al.*, 2009). Las unidades Mesozoicas del Macizo de Cameros están ligeramente plegadas. El principal pliegue se trata de una estructura sinclinal localizada en el límite norte del macizo que puede ser seguido a lo largo de 70 Km (Northern Cameros Syncline) (Fig. 7) (Casas *et al.*, 2009). Según Casas *et al.* (2009), estos pliegues pueden ser consecuencia de: i) la etapa extensional mesozoica, ii) una inversión temprana que provocó esquistosidad y pliegues, pero no cabalgamientos, iii) la inversión tectónica durante el Cenozoico. La geometría que presenta en la actualidad el Macizo de Cameros es un pop-up delimitados por dos sinclinales tanto por el N como por el S (Fig. 7).

Un aspecto importante, sujeto a debate actualmente, es el periodo temprano de inversión tectónica durante el Cretácico en la Cuenca de Cameros que provocó esquistosidad y pliegues. A partir de datos estructurales y geocronológicos se distingue una etapa de foliación anterior al pico térmico que representa una etapa de metamorfismo de bajo grado (Guiraud & Séguret, 1985). Esta cuestión ha sido estudiada también en la Cuenca Vasco-Cantábrica (Soto *et al.*, 2011) con resultados parecidos. Este hecho se puede explicar con el movimiento sinistro de Iberia respecto a Europa, cuyos efectos tienen una mayor representación en el N de Iberia e irían haciéndose progresivamente menos evidentes hacia el S (Soto *et al.*, 2011).

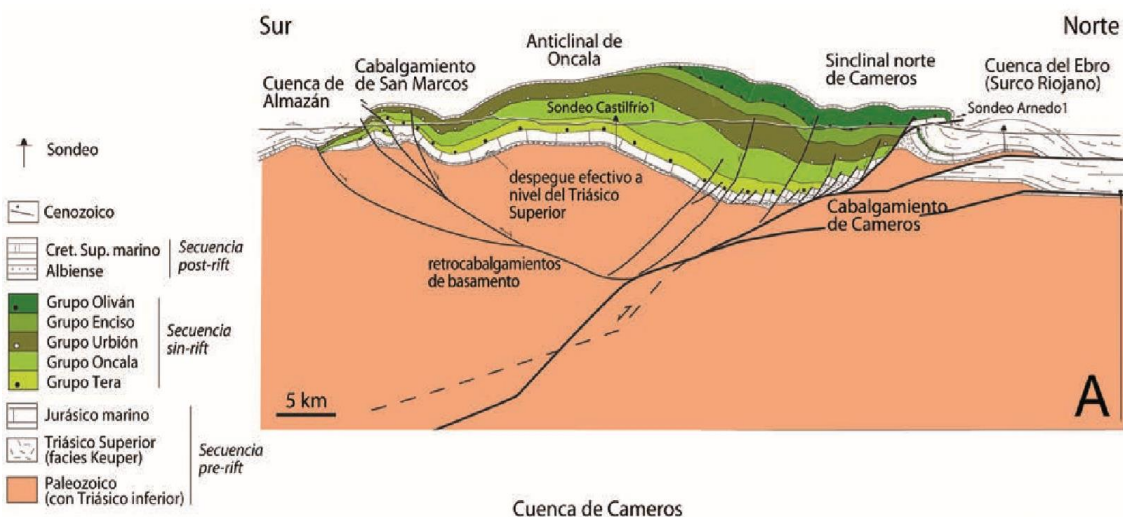


Figura 7. Corte geológico en la zona W del Macizo de Cameros en la actualidad. Se pueden ver las principales estructuras tectónicas. El Cabalgamiento de Cameros y el Sinclinal de Cameros están situados al N de la cuenca (tomado de Liesa *et al.*, 2018).

3.6 Metamorfismo en la Cuenca de Cameros

La Cuenca de Cameros ha registrado una compleja evolución tectono-sedimentaria, de manera que ha experimentado la mayor subsidencia de la zona Centro Ibérica, con el depósito de más de 6500 m de sedimentos continentales en poco más de 50 Ma (Salas *et al.*, 2001). Además, su sector nororiental también se vio afectado por un metamorfismo de muy bajo a bajo grado, cuyo origen ha sido objeto de numerosos debates. Algunos autores lo han atribuido a enterramiento (Guiraud & Seguret, 1985; Casas *et al.*, 2012). Sin embargo, otros autores lo han interpretado como de origen hidrotermal (Casquet *et al.*, 1992; Alonso-Azcárate *et al.*, 1999; González-Acebrón *et al.*, 2011; Omodeo *et al.*, 2017). Este último autor utilizó medidas de reflectancia de la vitrinita para determinar las etapas térmicas sufridas por los depósitos de la cuenca, y obtener la temperatura real que alcanzaron estos materiales. Los datos anómalos que se obtienen de la reflectancia de la vitrinita a partir de materiales de la zona centro-norte, sugieren la existencia de un metamorfismo de grado bajo-muy bajo (Omodeo *et al.*, 2017). La explicación normal para este tipo de anomalías es la intrusión profunda de cuerpos magmáticos o diques, actividad magmática relacionada con la evolución de la cuenca, o la aparición de diapiros salinos y/o presencia de unidades potentes de evaporitas (Omodeo *et al.*, 2017). Sin embargo, no se da ninguno de estos casos en la Cuenca de Cameros. Los resultados obtenidos de temperaturas en los flujos de calor reflejan valores muy bajos (60-65 mW / m²) indicando que no hubo una anomalía térmica relacionada con la formación de la cuenca y el desarrollo del rift (Omodeo *et al.*, 2017). La explicación que proponen estos autores es que los datos anómalos de reflectancia de la vitrinita son debidos a la circulación de fluidos calientes a través de los sedimentos existentes. Los principales factores que controlarían la movilización de estos fluidos son la permeabilidad de algunas de las formaciones y la abundancia de planos de falla y fracturas presentes en la zona N de la cuenca.

La circulación de los fluidos calientes confirma una actividad hidrotermal relacionada con dos eventos metamórficos en la Cuenca de Cameros. El primer evento metamórfico sucedió durante los primeros momentos de la etapa de POSTRIFT-2 (Albiense superior-Coniaciense) (Fig. 6) con una mayor manifestación en la parte norte de la cuenca, donde llegó a tener una temperatura máxima de 350°C (Casquet *et al.*, 1992). El segundo evento de metamorfismo, durante el Eoceno (Ypresiense-Bartoniense), se ha registrado en varios puntos de la cuenca con valores máximos de temperatura de 280 a 305°C (González-Acebrón *et al.*, 2011). El origen de la circulación de fluidos calientes durante la segunda etapa de metamorfismo en el Eoceno puede estar relacionada con la fusión de parte de la corteza inferior durante el levantamiento del Macizo de Cameros y las fallas que se generaron actuaron de conductos para los fluidos. El origen de los fluidos hidrotermales en la primera etapa de metamorfismo está sujeta a controversia, autores como Vegas *et al.* (1996) y Salas *et al.* (2005) proponen que el origen está asociado con la apertura del Golfo de Vizcaya, otros como Lagabrielle *et al.* (2010) sostienen que los dominios metamórficos datados en el Albiense están relacionados con la hiper-extensión de la litosfera y la denudación de los materiales durante el régimen extensional.

4. Resultados

4.1 Descripción del yacimiento de Serrana Segunda

Serrana Segunda se trata de una mina de pequeño tamaño con dos niveles de galerías estrechas, de dos metros de ancho y dos y medio de alto aproximadamente (Fig.8a). La galería de entrada avanza en la misma cota y en dirección NE-SW, a unos 60m se llega a una zona un poco más amplia de la que parten varios frentes. En ese punto a la izquierda y hacia abajo aparece una rampa de 30° de inclinación que conecta con el nivel de galerías inferior; si continuamos recto sin

descender por la rampa, la galería principal hace un giro hacia el S. La rampa desciende siguiendo un estrato con mineralización supergénica de Cu (Fig. 8b). Los niveles inferiores siguen las mismas direcciones que los superiores. A lo largo de las galerías principales aparecen tajos, en diagonal hacia arriba, de poca longitud. La mina avanza siguiendo un estrato, de 75 cm aproximadamente de espesor, menor potencia que los que tienen a techo y muro, y en los que se pueden observar colores verdes/azules, producto de la precipitación de fases minerales a favor de los planos de estratificación (Fig. 8c). Las rocas presentes tienen una dirección y buzamiento de 120,65S.

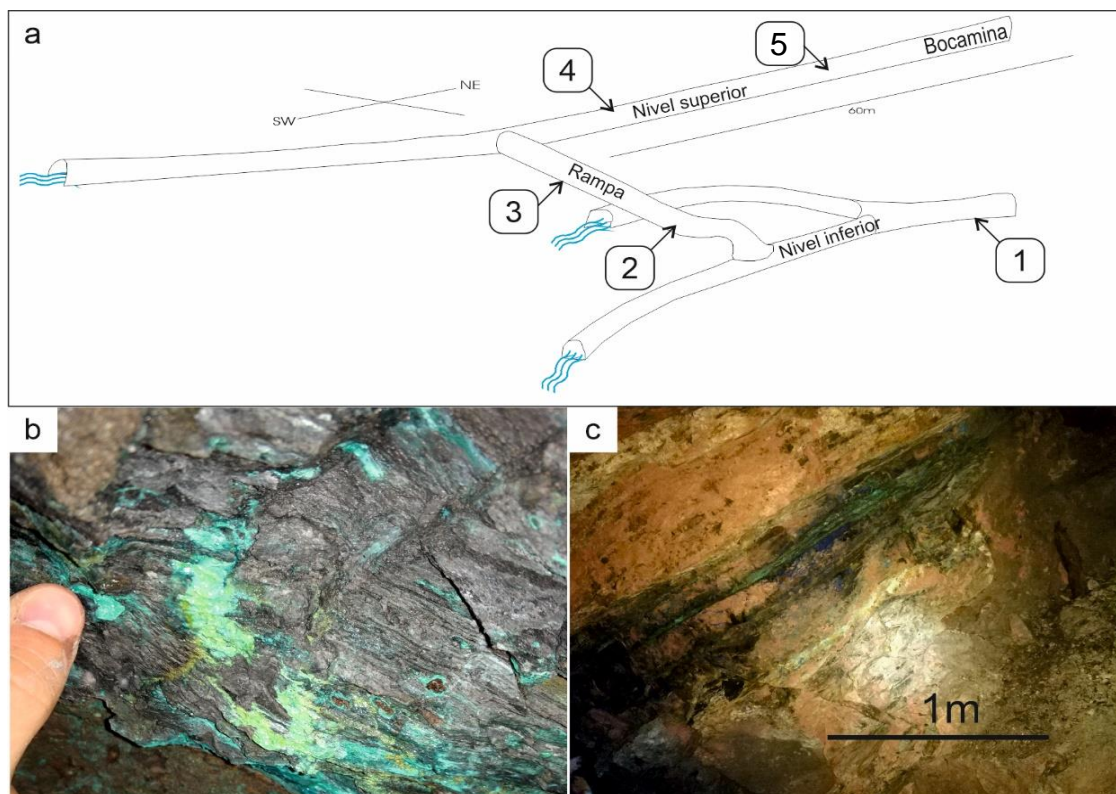


Figura 8. a) Diseño aproximado de las galerías realizado con Corel Draw, en azul se ha representado las partes inundadas. Los números indican las zonas donde se han recogido las muestras. b) Estrato con carbonatos y sulfatos supergénicos de Cu, como azurita, malaquita. c) Vista general del estrato mineralizado.

4.2 Descripción de la roca encajante

Para una descripción más detallada de la roca encajante, como ya se ha comentado en el apartado 2.3.1 “Preparación de muestras”, se han diferenciado tres zonas en la secuencia estratigráfica que se repite a lo largo de las galerías. Estas zonas se han denominado con la letra “b”, para el nivel mineralizado en el que abundan precipitados minerales verdes/azules, y “a” y “c”, para los estratos a techo y a muro respectivamente, de la zona “b” (Fig. 2). El estudio de las láminas delgadas obtenidas de cada muestra ha permitido clasificar la roca encajante según la propuesta de Pettijohn *et al.* (1987) para rocas siliciclásticas (Fig. 9). Esta clasificación sugiere unos tipos de roca diferente según el % de matriz en la roca y su contenido en cuarzo (Qtz), feldespatos (Fds) y fragmentos de roca (F.R). Los resultados indican que la mayor parte de las muestras (SS-1a, SS-3a, SS-3c, SS-4a, SS-4ab, SS-4c, SS-4b) son subarcosas con valores de Qtz_{73-90} , Fds_{6-25} , FR_{0-3} (Fig. 9A), con excepción de las muestras SS-2b y SS-5b que tienen mayor % de matriz y se tratan de grauvacas feldespáticas con valores de Qtz_{89-94} , Fds_{6-10} , FR_{0-1} (Fig. 9B). En el caso de las láminas clasificadas como subarcosas (Figs. 10a, b) predomina el tamaño de grano fino (60-125 μm), tienen una selección media y los granos son angulosos. Para las láminas

clasificadas como grauvacas feldespáticas (Fig. 10c, d) el tamaño de grano es menor que en el resto (15-60 μm), tienen una selección muy pobre y los granos son un poco más redondeados. Además, las grauvacas feldespáticas tienen un mayor contenido en materia orgánica y tienen una cierta laminación o bandeo.

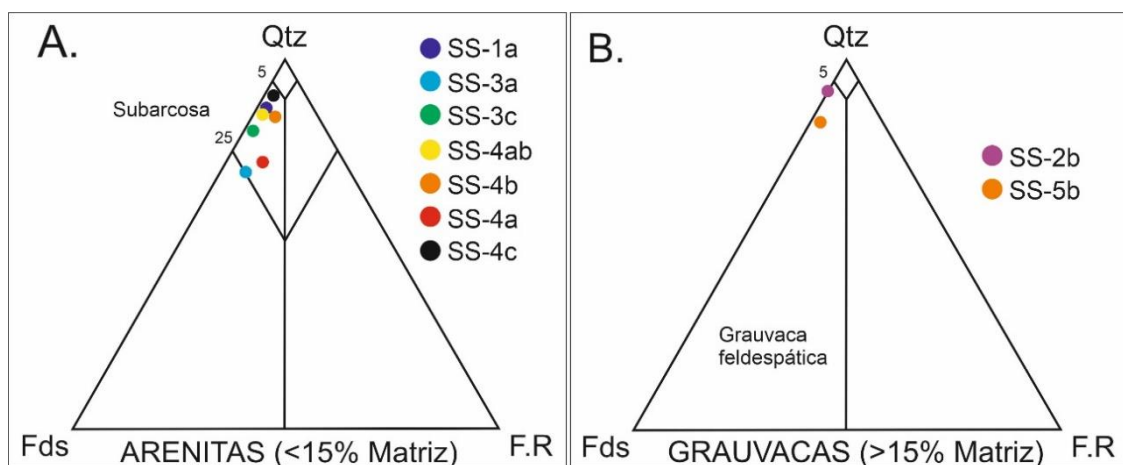


Figura 9. Diagrama de clasificación para rocas siliciclásticas (Pettijohn et al. 1987): A) Clasificación de las láminas SS-1a, SS-3a, SS-3c, SS-4a, SS-4ab y SS-4c, SS-4b dentro de las arenitas con <15% de matriz. B) Clasificación de las láminas SS-2b y SS-5b dentro de las grauvacas con >15% de matriz.

Además de cuarzo y feldespato potásico como minerales mayoritarios, hay cristales de moscovita, calcita, siderita, turmalina, plagioclasas, clorita, rutilo y circón como accesorios. De manera general, en las láminas hay cementos de óxidos de hierro, fruto de la precipitación en las porosidades existentes, y cementos de clorita.

El cuarzo puede aparecer de dos maneras diferentes, constituyendo un único cristal (cuarzo monocristalino) o como fragmentos de rocas (cuarzo policristalino). Sin embargo, la cantidad de cuarzo policristalino representa alrededor del 2% del esqueleto de la roca (Fig. 9A). La mayoría de los cristales son angulosos, de morfología irregular y con los bordes parcialmente redondeados. Tienen una extinción recta, aunque en ocasiones puedan tener extinción ondulante (Figs. 10a, b).

El feldespato potásico es muy abundante, llegando a suponer en la muestra SS-3a hasta un 25% del esqueleto de la roca. Estos cristales tienen un aspecto sucio y anubarrado que ayuda a diferenciarlos de los cristales de cuarzo. Aparecen cristales que contienen inclusiones en su interior y cristales que han sufrido una alteración formada por minerales de la arcilla. La mayoría no presentan ningún tipo de macla (Figs. 10a, b).

La moscovita se presenta como cristales fibrosos con tamaños que pueden alcanzar hasta 1mm, en nícoles cruzados se reconocen por tener colores de birrefringencia altos. Tienen una orientación subparalela con los bandeos de materia orgánica. En ocasiones se encuentran parcial o totalmente reemplazadas por clorita (Figs. 10c, d, e).

Los minerales del grupo de los carbonatos que aparecen en las muestras son calcita y siderita. La calcita aparece rellenando venas y fracturas en la roca en forma de granos monocristalinos. La siderita aparece en masas de cristales monocristalinos con contactos irregulares y cementos constituidos por óxidos de hierro (Fig. 10e).

La turmalina es un mineral accesorio presente en la mayoría de muestras. Tiene un color verde marronáceo con un fuerte pleocroísmo. La morfología característica es de tipo prismática (Figs. 10a, c).

La plagioclasa es mucho menos abundante que el feldespato potásico, pero se distingue debido a su característica macla polisintética. Las pocas plagioclasas que aparecen se corresponden con su fase más sódica (albita) (Fig. 10a).

La clorita aparece fundamentalmente como un reemplazamiento de las moscovitas, aunque ocasionalmente reemplaza a otros granos del esqueleto. Este reemplazamiento puede ser total o parcial y afecta con mayor frecuencia a las fibras más externas del cristal de moscovita. También aparece como cemento (Fig. 10c).

El rutilo está presente en la roca como un mineral accesorio y detrítico. Los cristales tienen un hábito masivo, en ocasiones como masas irregulares deformadas y rodeadas por minerales de alteración (Fig. 10f).

Los circones son minerales accesorios presentes en todas las muestras como cristales aislados. Son incoloros y con un relieve muy elevado (Fig. 10c).

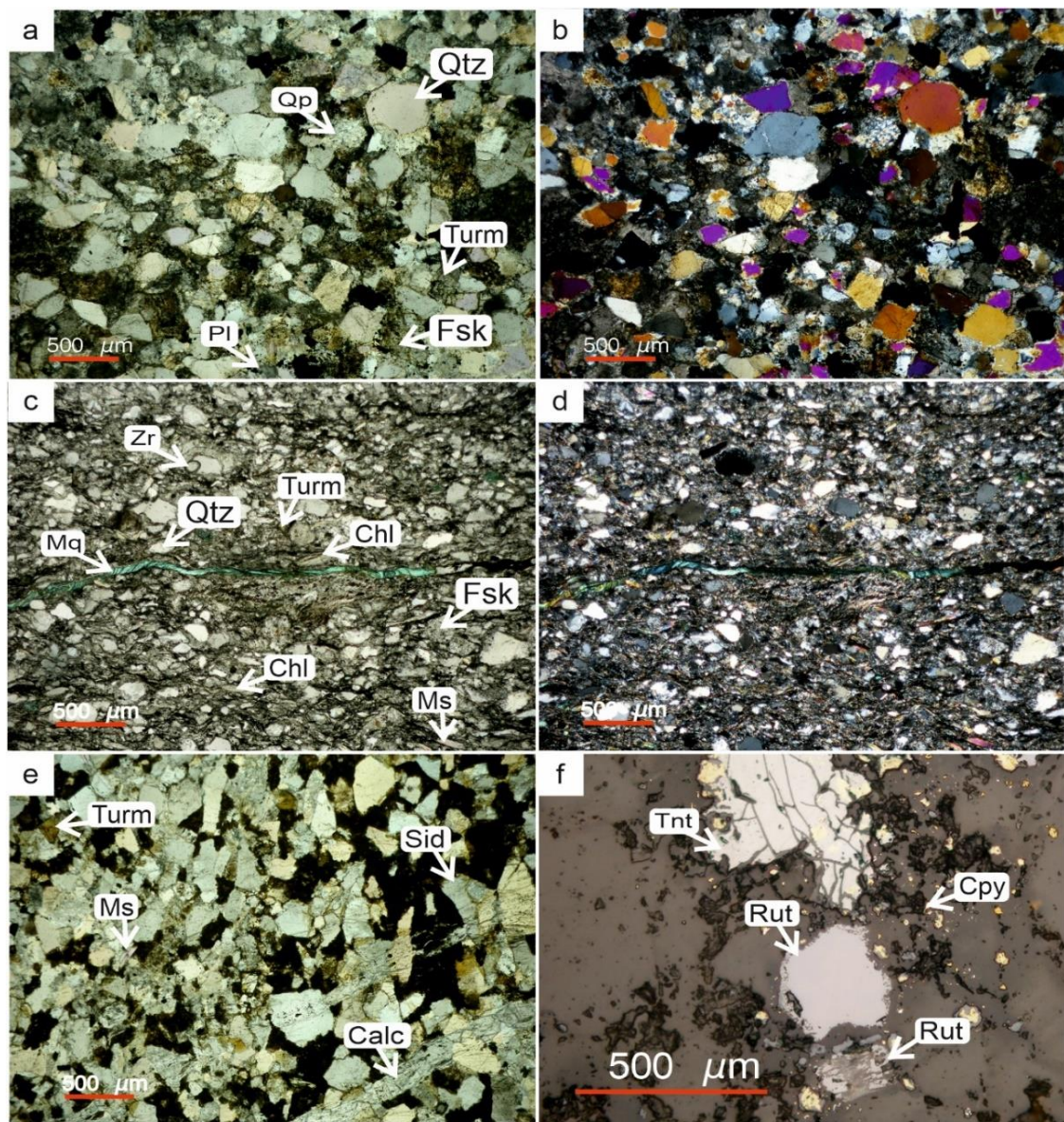


Figura 10. a y b) Muestra SS-4ab en microscopía de luz transmitida con nícoles paralelos y cruzados respectivamente. c y d) Muestra SS-5b en microscopía de luz transmitida donde se observa una fractura rellena de malaquita. e) Muestra SS-3c en microscopía de luz transmitida. f) Muestra SS-3c en microscopía de luz reflejada. Qtz=cuarzo, Qp=cuarzo policristalino, Fsk=feldespato potásico, Ms=moscovita, Chl=clorita, Turm=turmalina, Calc=calcita, Sid=siderita, Rut=rutilo, Tnt=tenantita, Cpy=calcopirita, Zr=circón.

4.3 Descripción de la mineralización

La mineralización observada está compuesta fundamentalmente por minerales de Cu, son especialmente abundantes tenantita y calcopirita, y en mucha menor proporción bornita, calcosita y anilita. De manera puntual se ha encontrado arsenopirita, minerales de la solución sólida cobaltita-gersdorffita, galena y algún mineral con plata como stromeyerita.

Tenantita ($[\text{Cu,Ag,Fe}]_{12}[\text{As,Sb,Bi}]_4\text{S}_{13}$)

La tenantita es un mineral que forma una solución sólida con la tetraedrita en función de los contenidos en arsénico y antimonio. La tenantita es la fase rica en arsénico y los resultados de los análisis químicos realizados con EDS reflejan que en nuestro caso se trata del extremo puro en arsénico. Además, se han analizado cristales de pequeño tamaño de tenantita con valores de hasta un 4,28 % en peso de plata (Tabla 1). Es el sulfuro más abundante en todas las muestras junto con la calcopirita, tiene un color gris verdoso con una reflectancia baja y los cristales son alotriomorfos y subidiomorfos.

En cuanto a las texturas, la tenantita aparece de tres maneras distintas en las láminas estudiadas: i) reemplazando, junto con calcopirita, restos vegetales con estructuras granudas aisladas generando una textura celular (Figs. 11a, b). ii) en zonas con laminación y acumulación de materia orgánica donde los cristales han precipitado siguiendo las bandas con más restos carbonosos (Figs. 11c, d). iii) como agregados masivos, a veces parcialmente alterados, incluyendo, o estando bordeado por calcopirita (Figs. 11d, e).

Muestra	%Wt O	%Wt S	%Wt Fe	%Wt Cu	%Wt As	%Wt Sb	%Wt Ag	%Wt Tot
SS-4b	1,02	27,22	7,35	42,49	19,74			97,82
SS-3c		28,14	7,45	43,65	20,55			99,79
SS-2b		27,07	7,06	41,47	18,88	0,89		95,37
SS-3a	1,29	27,64	7,57	41,81	20,84			99,15
SS-4a	2,94	24,42	4,68	47,5	16,26		4,28	100,08
SS-4a		27,99	6,75	45,28	19,17		0,84	100,03
SS-4a	3,15	28,13	6,42	42,83	18,8		1,44	100,77

Tabla 1. Análisis químicos realizados mediante EDS (Energía Dispersiva de Rayos X) en varios cristales de tenantita. %Wt=porcentaje en peso del elemento.

Calcopirita (CuFeS_2)

La calcopirita está presente en todas las muestras analizadas y se reconoce por su característico color amarillo y por formar masas de cristales totalmente alotriomorfos. Representa, junto con la tenantita, la gran parte de la mineralización y guardan ambas una relación espacial.

La calcopirita, así como la tenantita, ha precipitado reemplazando restos vegetales, tales como trozos de tallos, madera, etc. y genera estructuras con apariencia celular (Figs. 11a, b, e). En aquellas zonas de la roca encajante con laminación, tamaño de grano pequeño y materia orgánica, la calcopirita precipita siguiendo lateralmente los niveles con esas características (Fig. 11c). También la podemos encontrar en cristales aislados envuelta frecuentemente por tenantita, sin embargo en otras ocasiones es la calcopirita la que envuelve a la tenantita, lo que indicaría que, al menos en parte, ambos minerales precipitaron coetáneamente (Fig. 11a, e, f).

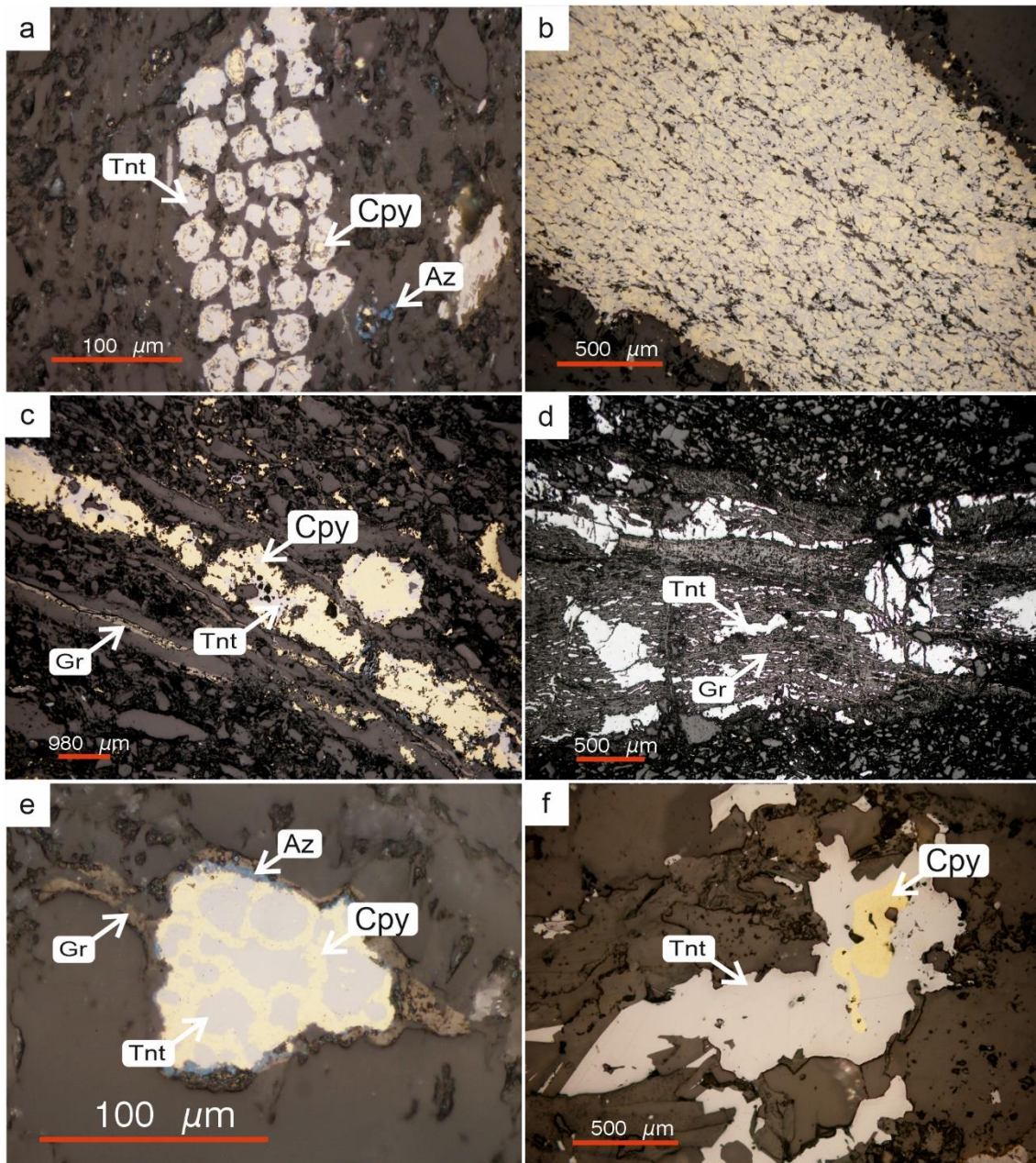


Figura 11. a y b) Restos vegetales reemplazados por sulfuros con textura celular. c y d) Laminaciones y bandeados con abundante materia orgánica y sulfuros que han cristalizado a favor de esos planos. e y f) Cristales de tenanite y calcopirita aislados en zonas con acumulación de materia orgánica. Az=azurita, Cpy=calcopirita, Gr=grafito, Tnt=tenanite.

Arsenopirita (FeAsS)

La arsenopirita, aunque no es un mineral abundante en las muestras se reconoce muy fácilmente debido al tamaño y forma de los cristales. Tiene un hábito típicamente rómbico con forma alargada y presenta un tamaño de hasta 4mm que se puede ver a simple vista.

Podemos encontrar cristales de arsenopirita de manera aislada o formando agrupaciones de cristales más pequeños, manteniendo su hábito rómbico en todo momento (Fig. 12a). La arsenopirita solo se ha identificado en muestras a techo de la zona “b” (nivel mineralizado) (Fig. 2). No presenta relaciones de contacto con otros minerales de la mineralización.

Bornita (Cu_5FeS_4)

La bornita es un mineral de color morado marronáceo, que en ocasiones se ve también naranja cuando está intercrecido con calcopirita. Durante el estudio de las láminas únicamente se han reconocido cristales de este mineral en zonas concretas donde el encajante estaba muy alterado (feldespato pótasico y matriz carbonosa). En dichas zonas se pueden observar diseminaciones de cristales micrométricos de minerales de cobre (bornita, calcosita, anilita) (Fig. 12b).

Los cristales son alotriomorfos, de pequeño tamaño ($40\mu\text{m}$ aproximadamente) y suelen aparecer con formas cóncavas hacia el interior cuando están siendo reemplazados por anilita (Figs. 12b, c).

Anilita (Cu_7S_4)

La anilita es un mineral de color azul claro pálido y, como a la bornita, le sucede lo mismo en cuanto a su localización en zonas concretas alteradas con matriz carbonosa (Fig. 12b). Los cristales son completamente alotriomorfos, pequeños ($20\mu\text{m}$) y suelen estar reemplazando bornita, algunos también presentan una alteración en sus bordes de calcosita (Fig. 12d).

Calcosita (Cu_2S)

La calcosita es de color gris azulado y únicamente ha sido reconocida durante las sesiones de FESEM tras realizar un análisis químico. Aparece como alteración en los bordes de un cristal de anilita (Fig. 12d).

Galena (PbS)

La galena es un mineral de color gris blanquecino que no es muy abundante en ninguna de las muestras estudiadas. Las únicas zonas donde se ha reconocido galena han sido en el interior de cristales grandes de tenantita en forma de pequeños intercrecimientos (Fig. 12e).

Cobaltita – Gersdorffita ($[\text{Co},\text{Ni}]\text{AsS}$)

Los análisis químicos realizados muestran la existencia de un mineral con contenidos variables de cobalto y níquel y con altos valores de arsénico y azufre (Tabla 2), por ello, hablaremos de este mineral como una solución sólida entre cobaltita y gersdorffita sin definir con exactitud la fase mineral debido a los errores de imprecisión que puede tener el haz de electrones al ser los cristales de muy pequeño tamaño (menos de $5\mu\text{m}$). De hecho, los altos valores en Cu y Fe que se observan en los análisis de la tabla 2 provienen de la tenantita que incluye a estos cristales.

En cuanto a su relación con otros minerales, la cobaltita – gersdorffita se puede encontrar englobada en grandes masas de tenantita, delimitando el borde de los diferentes agregados, o como pequeños cristales idiomorfos rellenando pequeños huecos dentro de la tenantita (Fig. 12f).

Muestra	%Wt S	%Wt Fe	%Wt Co	%Wt Ni	%Wt Cu	%Wt As	%Wt Total
SS-3a	24,16	4,82	13,97	7,82	17,31	38,42	106,48
SS-3a	20,1	3,02	18,98	9,23	10,12	50,37	112,08
SS-3a	22,23	5,48	15,37	6,12	15,32	43,41	107,93
SS-2b	19,35	10,23	14,1	14,02	2,15	49,3	110,02

Tabla 2. Análisis químicos realizados mediante EDS (Energía Dispersiva de Rayos X) en varios cristales de cobaltita – gersdorffita. %Wt=porcentaje en peso del elemento.

Stromeyerita (CuAgS)

La stromeyerita es un mineral secundario que proviene de la alteración (enriquecimiento supergénico) de cristales previos. Solo se ha encontrado reemplazando parcialmente los bordes de anilita (Fig. 12c). En las microfotografías de electrones retrodispersados (Fig. 12c), la stromeyerita se reconoce por presentar los tonos más blancos debido al elevado peso atómico de la plata (Tabla 3).

Muestra	%Wt O	%Wt S	%Wt Ca	%Wt Fe	%Wt Cu	%Wt Ag	%Wt Total
SS-4a	4,85	16,86		1,04	34	52,17	108,92
SS-4a	2,73	13,86	2,82	1,12	30,04	44,85	95,42

Tabla 3. Análisis químico realizado a cristales de stromeyerita mediante EDS.

Grafito (C)

El grafito es un mineral compuesto únicamente por carbono fruto del metamorfismo que ha sufrido la materia orgánica. En nícoles paralelos el grafito muestra cristales alargados con baja reflectancia en tonos marrones y pleocroísmo alto. En nícoles cruzados presenta una fuerte anisotropía en colores amarillos y negros. Al ser muy maleable forma una laminación muy fina a la que se asocia la mayor parte de la mineralización. (Figs. 11c, d).

Cuando la materia orgánica sufre el proceso de metamorfismo, el hidrógeno, oxígeno y nitrógeno son expulsados, y los átomos de carbono se vuelven progresivamente organizados en matrices planas hexagonales apiladas. Este proceso, que se inicia por encima de los 200°C y culmina aproximadamente a los 700°C, se denomina grafitización (Beyssac et al, 2002).

Fluorapatito ($\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_2.5[\text{CO}_3]_{0.5}\text{F}$)

Este mineral únicamente se ha encontrado como parte de un caparazón u otro resto orgánico con forma de septaria y parcialmente reemplazado por tenantita (Fig. 12h).

Hidróxidos, carbonatos y arseniatos de cobre

Este grupo de minerales, todos de origen secundario, se forman por oxidación y/o hidrólisis de los sulfuros de cobre previos, por lo que se presentan, bien rellenando pequeñas fracturas y huecos, o formando costras alrededor de la mineralización primaria.

La Chenevixita ($\text{Cu}_2\text{Fe}_2[\text{AsO}_4]_2[\text{OH}]_4 \cdot [\text{H}_2\text{O}]$) se encuentra en forma de masas irregulares en tonos marrones, reemplazando a la tenantita y rellenando fracturas en ella. Se caracteriza por presentar abundantes grietas de desecación, indicativo de su baja temperatura de formación (Fig. 12g).

La Tyrolita ($\text{CaCu}_5[\text{AsO}_4]_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_4 \cdot 6[\text{H}_2\text{O}]$) es un mineral que precipita en pequeñas fracturas de cristales de tenantita cuando ésta reemplaza fluorapatito (Fig. 12h).

La malaquita $\text{Cu}_2[(\text{OH})_2/\text{CO}_3]$ es un mineral que, debido a su color verdoso muy llamativo puede reconocerse a simple vista recorriendo las galerías. En zonas donde los estratos con mineralización primaria dan al exterior hay grandes acumulaciones de malaquita (Figs. 8b, c). También se puede reconocer en el microscopio como finas masas de tonos verdosos en nícoles cruzados, rellenando fracturas en la roca encajante (Fig. 10c).

La azurita $\text{Cu}_3[(\text{OH})/\text{CO}_3]$ tiene las mismas particularidades que la malaquita, pero con un color azul muy característico. Puede verse a simple vista en las galerías (Figs. 8b, c) y en microscopio óptico alterando minerales de cobre primarios (Fig. 11a).

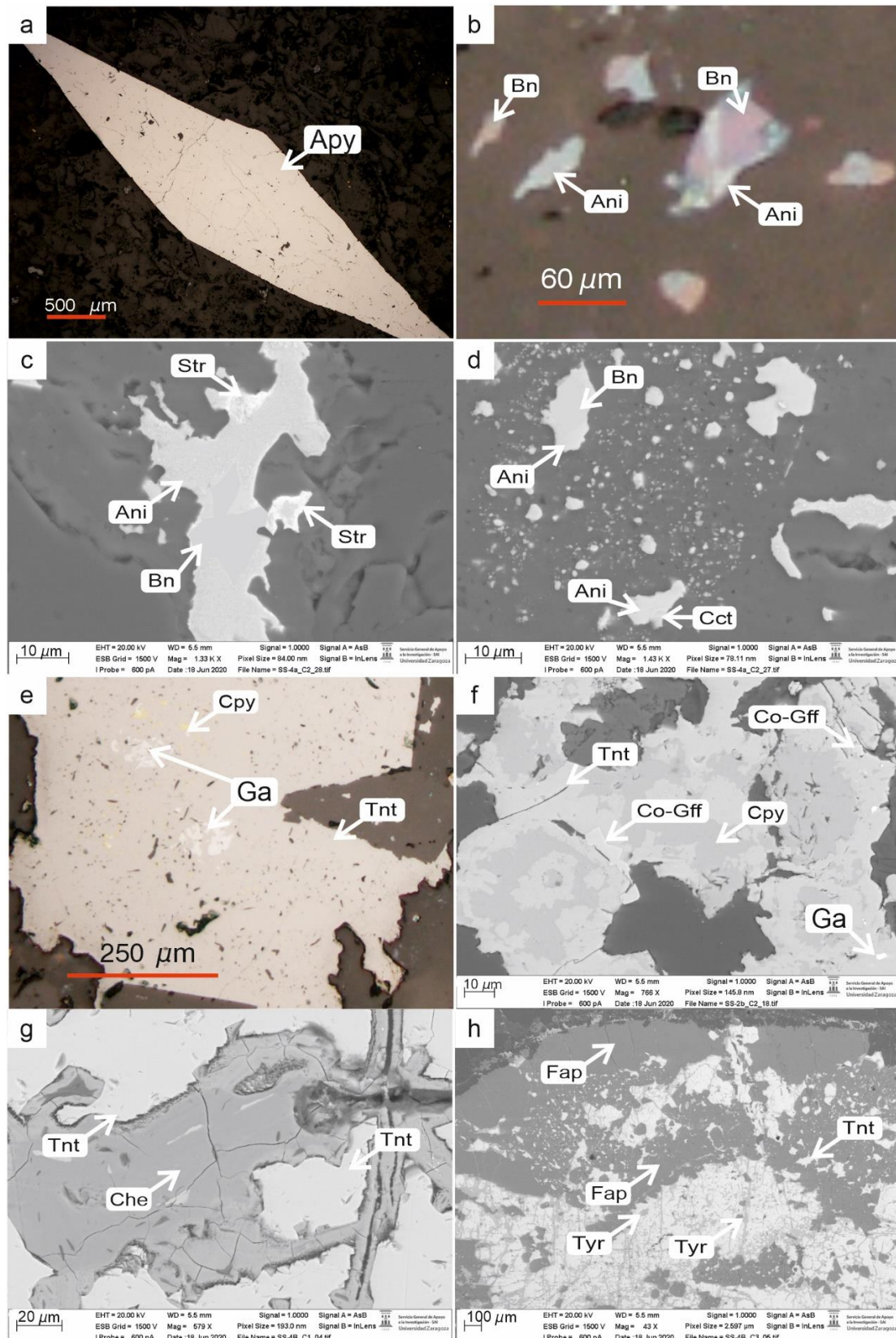


Figura 12. a) Cristal aislado de arsenopirita en microscopio óptico. b) Zona mineralizada con pequeños sulfuros y arseniuros (microscopio óptico). c) Cristal aislado de anilita (microscopio electrónico). d) Zona mineralizada (microscopio electrónico). e) Cristal de tenantita con intercrecimientos de galena (microscopio óptico). f) Reemplazamiento de calcopirita por tenantita y arrastre de cobaltita-gersdorffita (microscopio electrónico). g) Chenevixita formando grietas de desecación (microscopio electrónico). h) Caparazón en forma de septaria (microscopio electrónico). Apy=arsenopirita, Ani=anilita, Bn=bornita, Cct=calcosita, Che=chenevixita, Co-Gff=cobaltita-gersdorffita, Cpy=calcopirita, Fap=fluorapatita, Ga=galena, Str=stromeyerita, Tnt=tenantita.

5. Discusión de los resultados

5.1 Secuencia paragenética

Tras haber analizado todas las muestras, estudiado los contactos entre minerales y sus texturas presentes, se propone en la Figura 13 una posible secuencia paragenética para el yacimiento Serrana Segunda explicada a continuación. Algunos autores como Omodeo *et al.* (2017), Casquet *et al.* (1992) y González-Acebrón *et al.* (2011) comentan la existencia de dos eventos metamórficos de grado muy bajo acompañados de la circulación de fluidos hidrotermales con temperaturas desde 280°C hasta 350°C. La hipótesis que se plantea en este trabajo es que los eventos hidrotermales durante las dos etapas de metamorfismo de grado muy bajo son las responsables de la creación de un sistema convectivo que movilizó los fluidos oxidantes lavando sedimentos, enriqueciéndose en metales y provocando la precipitación de minerales de cobre en aquellas zonas en las que había acumulación de materia orgánica y/o grafito que aportaron condiciones reductoras, favoreciendo la precipitación de los sulfuros. El estudio mineralógico también refleja dos etapas de mineralización diferentes, ya que minerales como bornita, anilita y calcosita se presentan en forma de cristales micrométricos, dispersos entre la matriz de la roca encajante, mientras que tenantita y calcopirita precipitaron casi coetáneamente, originando agregados masivos de mucho mayor tamaño y sin presentar relaciones texturales con los minerales previos. Finalmente, hay una mineralización secundaria a partir de los minerales precipitados durante las dos etapas hidrotermales debido a las condiciones superficiales actuales.

Primer evento hidrotermal

Este periodo hidrotermal abarca desde el Albiense Superior hasta el Coniaciense y los fluidos que circularon tuvieron temperaturas máximas de 350°C (Casquet *et al.* 1992). Los minerales formados durante este tiempo son bornita, en primer lugar, y anilita, reemplazando a la primera. Seguidamente, se produjo una concentración de elementos en los bordes de algunos cristales provocando su alteración a calcosita (Fig. 13). Esta primera etapa mineralizante se produjo de manera diseminada, con cristales de pequeño tamaño (40µm aprox.) y poco abundantes. Desde este momento tiene lugar, a su vez la transformación de la materia orgánica en grafito.

Segundo evento hidrotermal

Esta etapa transcurre desde el Ypresiense al Bartonense con fluidos hidrotermales de temperaturas entre los 280-305°C (González-Acebrón *et al.* 2011) y es cuando precipita la mayor cantidad de sulfuros metálicos. Estos fluidos hidrotermales, también oxidantes y enriquecidos en Cu, además de As, pasaron a través de estratos porosos y al encontrar ambientes reducidos gracias a la presencia de materia orgánica, precipitaron los metales que contenían, principalmente calcopirita y tenantita. Esta precipitación se produjo, fundamentalmente, reemplazando los restos vegetales que los fluidos encontraron a su paso. La cristalización de los sulfuros durante este segundo evento hidrotermal generó zonas de mineralización más amplias y con mayor cantidad de cristales que en el primer evento. La precipitación de minerales diferentes a los de la primera etapa puede deberse a un cambio en la composición química del fluido generador, la aparición de arsenopirita y el dominio de tenantita frente a otros minerales indicaría una mayor cantidad de elementos como arsénico, además de la presencia de plata y plomo en la disolución.

Etapas post-metamorfismo

Con la evolución de la Orogenia Alpina cesa la circulación de fluidos hidrotermales y, por percolación, entran al sistema aguas meteóricas ricas en carbonato a través de fracturas y estratos permeables rellenando grietas. El emplazamiento del yacimiento en posiciones

superficiales debido al levantamiento del Macizo de Cameros provocó un cambio en las condiciones originales de precipitación mineral. Así pues, muchas zonas mineralizadas quedaron expuestas a sufrir procesos de meteorización química expresándose como disolución de minerales y reprecipitación de nuevas fases oxidadas o enriquecidas en carbonato (stromeyerita, tyrolita, cheveixita, malaquita, azurita).

Minerales	Mineralización primaria		Mineralización secundaria
	1º evento hidrotermal <small>Albiense-Sup-Coniaciense(Casquet et al.,1992)</small>	2º evento hidrotermal <small>Ypresiense-Bartoniense(González-Acebrón et al.,2011)</small>	Alteración supergénica
Grafito			
Bornita			
Anilita			
Calcosita			
Arsenopirita			
Calcopirita			
Tenantita			
Galena			
Cobaltita-Gerdorsfita			
Stromeyerita			
Tyrolita			
Cheveixita			
Malaquita			
Azurita			

Figura 13. Secuencia paragenética de la mineralización y eventos asociados en el yacimiento de Serrana Segunda.

5.2 Sistema mineral

El conjunto de todos los procesos geológicos y geodinámicos que controlan la formación y evolución de cualquier depósito mineral, según Hageman et al. (2016) son: el motor o fuente de energía, el tiempo y la duración de la mineralización, la fuente del fluido mineralizador y sus componentes, las vías o conductos de circulación de fluidos (pathways), el lugar de precipitación (trampas) y las modificaciones post-depósito. En este apartado vamos a intentar discernir cuáles fueron los procesos específicos que favorecieron la formación del yacimiento de Serrana Segunda.

Fuente de energía

Debido a la gran subsidencia generada durante el proceso de rifting intracontinental que tuvo lugar del Titoniense al Albiense (Arribas *et al.*, 2007), se produjo la sedimentación de hasta 6500 metros de sedimentos (Guiraud & Seguret, 1985; Casas et al., 2012). Este incremento de materiales en la vertical generó un gradiente de presión y temperatura, favoreciendo el calentamiento de los fluidos que había en los poros de los sedimentos y su ascenso hacia zonas de menor presión durante la diagénesis.

Tiempo y duración de la mineralización

La precipitación de minerales metálicos, principalmente sulfuros de cobre, tuvo lugar en dos momentos metamórfico/hidrotermales tal y como se ha expuesto en el apartado 5.1.

Fuente del fluido y sus componentes

La movilización de los fluidos en el sistema convectivo generado por el gradiente de presión provocó un lavado, y consecuente enriquecimiento en metales, de las formaciones estratigráficas continentales acumuladas durante el rift.. El azufre necesario para la precipitación de sulfuros pudo tener su origen en la Fm. Keuper, del Triásico Superior, una potente capa de

evaporitas de comportamiento dúctil que hicieron de nivel de despegue para los cabalgamientos durante la Orogenia Alpina (Casas *et al.*, 2009).

Pathways

La evolución tectónica de la Cuenca de Cameros y, posteriormente Macizo de Cameros, recogida en el apartado 3.4 muestra la presencia de multitud de fallas normales, posteriormente reactivadas como cabalgamientos que tienen su origen en materiales del Triásico y cortan todo el Mesozoico (Fig. 7). Los fluidos encontraron zonas para poder movilizarse justamente en esas fracturas y planos de falla generados. La movilización de los fluidos a través de la roca encajante pudo llevarse a cabo debido a la porosidad que presentan las subarcosas y grauvacas feldespáticas, siendo estas últimas las que permiten con más facilidad el paso de los fluidos hidrotermales.

Trampas

Como está indicado en el apartado 4.3, los sulfuros de cobre tienen unas zonas preferidas en las que precipitan. Dichas zonas son: i) partes de la roca con una fina laminación, acumulación de restos carbonosos y tamaño de grano menor, de tal forma que permita el paso de los fluidos. ii) También hay abundantes restos vegetales reemplazados por sulfuros de cobre. La relación de la mineralización con restos carbonosos indica que los fluidos oxidantes que transportaban los metales se redujeron al ponerse en contacto con estos restos, provocando la desestabilización de los complejos y la precipitación de los diferentes sulfuros y sulfoarseniuros.

Modificaciones post-depósito

El emplazamiento del yacimiento en posiciones superficiales debido al levantamiento del Macizo de Cameros provocó la exposición de los estratos mineralizados y estos han sufrido procesos de meteorización química y alteración supergénica. Con el cese de la actividad hidrotermal y las nuevas condiciones del yacimiento, entran en el sistema fluidos más fríos y enriquecidos en carbonatos, de esta manera se producen rellenos de calcita en grietas y fracturas.

5.3 Modelo de yacimiento

De acuerdo con todo lo anteriormente expuesto y basado en la clasificación de Cox *et al.* (2003), Serrana Segunda se ajusta a las características de un yacimiento de cobre encajado en sedimentos del tipo Redbed. Las características particulares de Serrana Segunda se recogen a continuación en la Tabla 4.

Característica	Serrana Segunda	Cox <i>et al.</i> (2003)
Encajante	Subarcosas y grauvacas feldespáticas de la Fm. Magaña.	Mayoritariamente arenitas cuarzolíticas, arcosas, subarcosas y conglomerados.
Ambiente de sedimentación	Sistema fluvial meandriforme (González-Acebrón, 2009).	Sistemas aluviales – Sistemas fluviales meandriformes.
Ambiente tectónico	Rift intracontinental con posterior inversión tectónica.	Cuencas plegadas y falladas en varias etapas y rifts.
Mineralogía	Cpy, Tnt ± Bn, Ani, Apy	Cct, Py, Bn ± Cpy, Ga
Texturas	Laminaciones y reemplazamientos de restos vegetales (textura celular).	Laminación y reemplazamiento (en algunos casos restos vegetales).
Alteraciones y meteorización	Str, Tyr, Che, Mq, Az	Hidróxidos y carbonatos

Tabla 4. Tabla comparativa del yacimiento de Serrana Segunda con las características de Cox *et al.* (2003). Ani=anilita, Apy=arsenopirita, Az=azurita, Bn=bornita, Cct=calcosita, Che=chenevixite, Cpy=calcopirita, Ga=galena, Py=pirita, Str=stromeyerita, Tnt=tenantita, Tyr=tirolita.

La principal diferencia de este yacimiento con el modelo clásico propuesto por Cox *et al.* (2003) radica en la abundancia de tenantita y calcopirita, que en este tipo de yacimientos es mucho menos abundante. Este hecho, posiblemente es debido a la presencia de un segundo evento mineralizador una vez que ya se había formado la primera mineralización, compuesta por los minerales típicos: bornita y calcosita. Los fluidos de este segundo evento entre 280-305°C estaban, además de Cu, enriquecidos también en As, lo que favoreció la precipitación en mayores proporciones de tenantita y calcopirita.

6. Conclusions

- Main minerals in order of abundance are tenantite and calcopirite, then bornite and anilite localized in disseminated masses with fine grain size.
- Copper sulfides occur primarily as replacements of organic matter such as fossil body plants, or as laminated precipitates in zones where carbonous rest are concentrated.
- Mineralization took place in two hydrothermal events. During the first one precipitated bornite, anilite and chalcocite. The second hydrothermal event led to arsenopyrite, chalcopyrite, tennantite, galene and cobaltite-gersdorffite. Second hydrothermal event is more enriched in As than the first one, generating better conditions for chalcopyrite, tennantite and arsenopyrite to precipitate, instead of bornite and chalcocite.
- The metal deposition was mainly controlled by reduction-oxidation reactions. The reduction of sulfate by organic matter results in copper sulfide precipitation.
- Geological context and petrographic and mineralogical data indicate that the Serrana Segunda mine is a Redbed-hosted copper deposit.

7. Bibliografía

- Alonso-Azcrate, J., Barrenechea, J.F., Mas, J.R., Rodas, M. (1999): Factores Que Controlan La Evolucion De Los Parametros Cristaloquimicos Y Asociaciones Minerales En Las Rocas Sedimentarias Del Grupo Enciso (Cretacio Inferior). Cuenca De Cameros, La Rioja (Norte De España). *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 12: 439–451.
- Arche, A., López-Gómez, J. (1996): Origin of the Permian-Triassic Iberian basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266: 443-464.
- Arribas, J., (2007): Sandstone petrofacies in the northwestern sector of the Iberian Basin. *Journal of the Iberian Geology*, 33: 191-206.
- Beyssac, O., Rouzaud, J., Goffé, B., Brunet, F., Chopin, C. (2002): Graphitization in a high-pressure, low temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 143: 19-31.
- Casas, A.M. (1993): Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta* 6: 202–216.
- Casas, A., Rio, P., Mata, P., Villalain, J., Barbero, L. (2012). Comment on Gonzalez-Acebron, et al. *Criteria for the recognition of localization and timing of multiple events of hydrothermal alteration in Sandstones illustrated by petrographic, fluid inclusion, and isotopic analysis of the Tera Group, Northern Spain* (pp. 2043–2048) *Int J Earth Sciences*
- Casas, A.M., Villalaín, J.J., Soto, R., Gil-Imaz, A., Del Rio, P., Fernández, G. (2009): Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics*, 470: 3-20
- Casquet, C., Galindo, C., González-casado, J.M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., Garcia, E., Barrenechea, J.F. (1992): El Metamorfismo en la cuenca de Los Cameros. *Geocron. Impli. Tect. Geog.*, 11: 22–25.
- Cox, D.P., Lindsey, D.A., Singer, D.A., Diggles, M.F. (2003): Sediment-hosted copper deposits of the world: Deposit models and database. *U.S. Geological Survey Open-File Report* 03-107
- González-Acebrón, L. (2010): Role of sandstone provenance in the diagenetic albitization of feldspars A case of study of the Jurassic Tera Group sandstones (Cameros Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 229: 53-63.
- González-Acebrón, L., Goldstein, R.H., Mas, R., Arribas, J. (2011): Criteria for recognition of localization and timing of multiple events of hydrothermal alteration in sandstones illustrated by petrographic, fluid inclusion, and isotopic analysis of the Tera Group, Northern Spain. *Int. J. Earth Sci.*, 100: 1811–1826.
- González-Acebrón, L. (2009): *El grupo Tera en el sector oriental de la Cuenca de Cameros: ambientes sedimentarios, procedencia y evolución diagenética*. Tesis, Universidad Complutense de Madrid, 371 p.
- Guiraud, M., Séguret, M., (1985): Releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdien) Soria strike-slip basin (North Spain). En: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation* (K.T. Biddle, N. CristhieBlick, Eds). SEPM Special Publication, 37: 159-175.
- Hagemann, S.G., Lisitsin, V.A., Huston, D.L. (2016): Mineral system analysis: Quo vadis. *Ore Geology Reviews* 76: 504-552.

Lagabrielle, Y., Labaume, P. & De Saint Blanquat, M. (2010): Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): insights from the geological setting of the Iherzolite bodies. *Tectonics*, 29 vol. 2: 1–26.

Liesa, C., Casas, A.M., Simón, J.L., (2018): La tectónica de inversión en una región intraplaca: la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31 vol. 2: 23-50.

Mapa topográfico de Pradillo y Gallinero de Cameros recuperada de: <https://www.ign.es/iberpix2/visor/>

Mas, J.R., Alonso, A., Guimerà, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4): 129-144.

Mas, J.R., Benito, M.I., Arribas, J., Serrano, A., Alonso, A., Alonsoazcárate, J. (2003): The Cameros Basin: From Late Jurassic-Early Cretaceous Extension to Tertiary Contractual Inversion-Implications of Hydrocarbon Exploration. In: AAPG International Conference and Exhibition, Barcelona, Spain. Geological Field Trip, 11.

Noval, S. (2018): *Estudio preliminar de la mineralización de la mina Candelaria en Gallinero de Cameros (La Rioja)*. Trabajo de fin de grado, Universidad de Salamanca, 27pp.

Omodeo-Salé, S., Salas, R., Guimerà, J., Ondrak, R., Mas, R., Arribas, J., Suarez-Ruiz, I., Martínez, L. (2017): Subsidence and thermal history of fan inverted Late Jurassic-Early Cretaceous extensional basin (Cameros, North-central Spain) affected by very low- to low-grade metamorphism. *Basin Research*, 29: 156-174

Pettijohn, F., Potter, P., y Siever, R. (1987). *Sand and sandstone*. (2ª ed.) New York: Springer – Verlag.

Salas, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y costero-catalana meridional. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 121-157.

Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversion (Iberian Chain), In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau (eds.): Peri-Thethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Museum National D'Histoire Naturelle, Memoires, 186, Peri-Tethys Memoir 6: 145–186.

Salas, R., Caja, M., Mas, R., Martín-Martín, J., Permanyer, A. (2005): Mid-late cretaceous volcanism, metamorphism and the regional thermal event affecting the Northeastern Iberian Basins (Spain). Global Events during the Quiet Aptian-Turonian Superchron. *Geologie Alpine, Serie Speciale*, 6: 55 – 59.

Sopeña, A., De Vicente, G. (2004): Rasgos Generales: Cordilleras Ibérica y CosteroCatalana. En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.), 467-470. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España.

Soria, A.R., Meléndez, M.N., Meléndez, A., Liesa, C.L., Aurell, M., Gómez-Fernández, J.C., (2000): The Early Cretaceous of the Iberian Basin (Northeastern Spain). En: *Lake Basins through Space and Time*, (E.H. Gierlowski-Kordesch, K.R. Kelts, Eds). AAPG Studies in Geology, 46: 285-294.

Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J. (2011): Widespread Cretaceous inversion event in northern Spain: evidence from subsurface and palaeomagnetic data. *Journal of the Geological Society*, 168: 899-912.

Vegas, R., Juárez, M.T., Kalin, O. (1996): Tectonic and geodynamic significance of paleomagnetic rotation in the Iberian chain, *Spain. Geogaceta*, 19: 11–12.